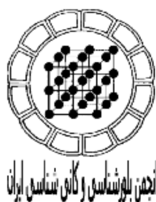


مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۴، از صفحهٔ ۲۹۵ تا ۳۰۸

سنگ شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی جنوب‌غرب اراک و مقایسه‌ی آن با مناطق همجوار

زهرا طهماسبی [*]، فرزانه سپه‌وند، احمد احمدی‌خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۲/۱۸، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۱۸)

چکیده: سنگ‌های دگرگون مورد بررسی شامل دو گروه ناحیه‌ای و مجاورتی هستند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای عبارتند از اسلیت، فیلیت و میکاشیست و در گستره‌ی رخساره‌ی شیست‌سبز قرار می‌گیرند، و سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست لکه‌دار و هورنفلس. کوارتز، کلریت، مسکوویت، بیوتیت و کردیریت کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند. بررسی‌های سنگ نگاری نشان می‌دهد که پیدایش کانی کردیریت به‌صورت لکه در این سنگ‌ها حاصل دگرگونی مجاورتی است. بررسی شیمی‌کانی‌ها نشان می‌دهد که کلریت از نوع رپیدولیت است و میکاها غنی از عضو نهایی مسکویت هستند. محاسبات انجام شده روی کانی کلریت نشان می دهد که این کانی در دمای حدود ۴۱۶-۳۷۸ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار پایین تا متوسط متبلور شده‌است. باتوجه به بررسی‌های انجام شده، پروتولیت سنگ‌های مورد بررسی، رسوبی و از نوع گریوک و یا شیل بوده است. بررسی اکسیدهای عناصر اصلی، واسطه و کمیاب (مانند Ni,Rb,TiO_2,K_2O) ماهیت حدواسط تا اسیدی در حد آندزیت تا ریوداسیت را برای سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها نشان می‌دهد. نمودارهای ژئوشیمیایی متمایزکننده و بی‌هنجاری منفی عناصری نظیر Ti ,Ba ,Sr ,P و بی‌هنجاری مثبت عناصری نظیر Rb ,K بیانگر جابجایی این عناصر ضمن فرایندهای دگرسانی و دگرگونی است. نمودارهای جدا کننده‌ی محیط‌های زمین ساختی نشانگر محیط وابسته‌به فرورانش برای این سنگ‌هاست و برمبنای اکسید عناصر اصلی، محیط زمین ساختی تشکیل رسوب‌های اولیه‌ی حاشیه فعال قاره بوده است.

واژه‌های کلیدی: *رخساره‌ی شیست‌سبز؛ کردیریت؛ رپیدولیت؛ پروتولیت؛ فرورانش؛ اراک.*

مقدمه

مجموعه‌ی دگرگون آستانه، در استان مرکزی و در ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان اراک و ۶ کیلومتری جنوب آستانه بین طول‌های جغرافیایی "۱۵ '۱۶ °۴۹ تا "۰۰ '۲۲ °۴۹ شرقی و عرض‌های جغرافیایی"۱۰ '۴۶ °۳۳ تا "۰۰ '۵۳ °۳۳ شمالی با وسعت تقریبی ۳۰ کیلومتر مربع قرار گرفته‌اند ([۱] شکل۱).

این منطقه از نظر زمین‌ساختی بخشی از پهنه‌ی سنندج سیرجان بوده که جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی در تکامل ساختاری آن نقش بسزایی داشته‌اند [۲]. تزریق توده‌های گرانیتوئیدی آستانه به سن ژوراسیک میانی [۳] در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده تریاس‌فوقانی- ژوراسیک، سبب دگرگونی مجاورتی به صورت شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس شده است [۴].

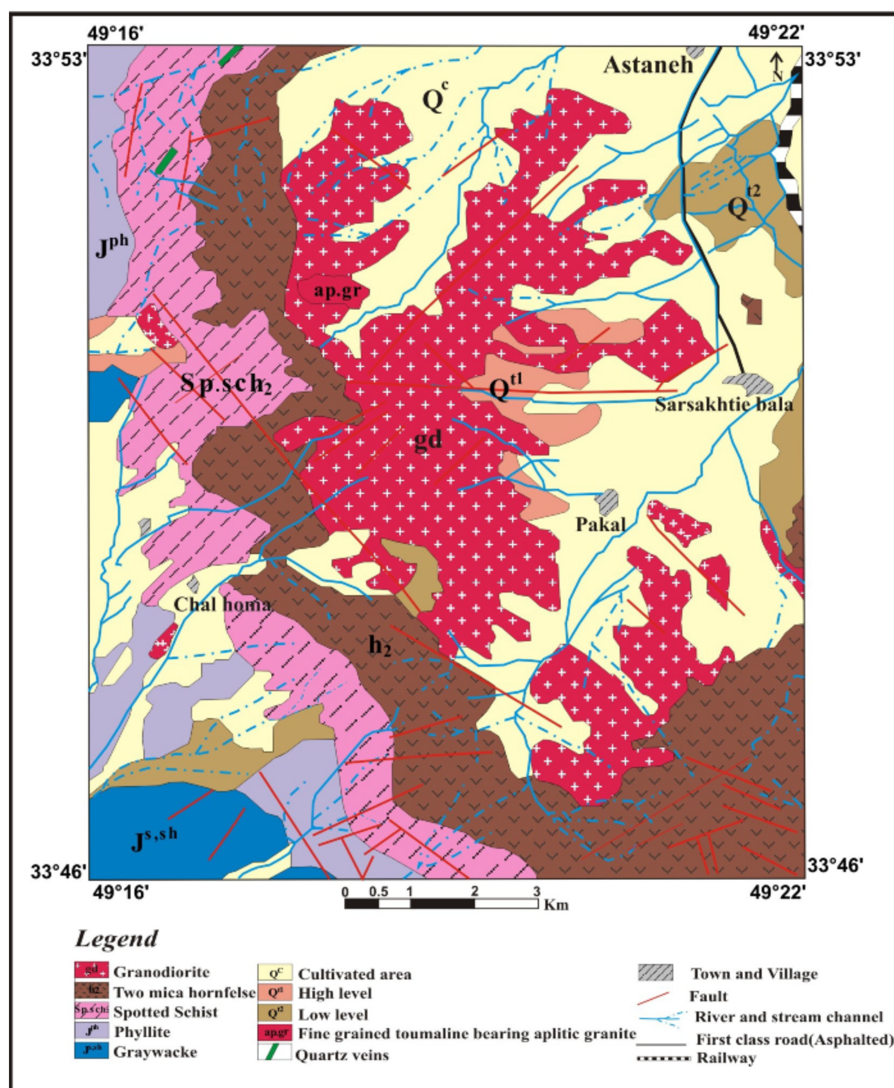
بررسی‌های انجام گرفته روی سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه در حد زمین‌شناسی عمومی بوده [۱،۴-۷] و

[*]نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۶۶۳۳۱۲۰۶۱۲، پست الکترونیکی: tahmasebi.z@lu.ac.ir

تنها بررسی‌های سیستماتیک و دقیقی که روی این سنگ‌ها انجام گرفته است در قالب پایان‌نامه‌ی مولف دوم [۸] است که در اینجا سعی‌شده است تا با بررسی‌های سنگ‌شناختی و استفاده از نتایج آنالیزهای شیمیایی سنگ‌کل و آنالیزهای نقطه‌ای کانی ها، به ماهیت ژئوشیمیایی و سنگ‌زایی آن‌ها پرداخته شود.

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی از واحدهای مختلف سنگی، با توجه به تغییرات سنگ‌شناختی و ویژگی‌های فیزیکی، بیش از ۴۰ نمونه‌برداشت شده‌اند و برای بررسی بافت‌ها و کانی‌ها از نمونه‌ها، مقطع‌نازک، و برای پی‌بردن به نوع کانی کلریت و مسکویت مقطع نازک‌صیقلی تهیه‌شد و آنالیز نقطه‌ای با کاونده‌ی JXA-8200 Super Prob در آزمایشگاه دانشگاه هلوا در اسپانیا روی ۵ نمونه از کلریت‌های پیشرونده و ۴ نمونه مسکویت به‌عمل آمد (جدول ۱). در نهایت پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی، نمونه‌های سالم و کمتر دگرسان‌شده، به منظور آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب به‌روش ICP-MS، ۸ نمونه از سنگ های دگرگون انتخاب شدند و در آزمایشگاه S.G.S کانادا آنالیز شیمیایی شدند [۸] و با آنالیزهای شیمیایی ۲۱ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی الیگودرز [۹] و ۱۵ نمونه از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی بروجرد [۱۰] به‌عنوان بخشی از پهنه‌ی سنندج-سیرجان مقایسه شد.



شکل۱ نقشه‌ی ساده شده زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند [۱].

جدول۱ داده های حاصل از آنالیز نقطه ای کانی های کلریت و مسکویت از شیست های منطقه‌ی آستانه.

Samples	Chl1	Chl2	Chl3	Chl4	Chl5	Ms1	Ms2	Ms3	Ms4
SiO_2	۲۳٫۳۷	۲۴٫۰۱	۲۳٫۹۱	۲۳٫۴۶	۲۳٫۴۲	۴۴٫۲۴	۴۴٫۰۵	۴۳٫۹۱	۴۴٫۱۸
TiO_2	۰٫۰۴	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۴۶	–
Al_2O_3	۲۲٫۶۹	۲۲٫۶۹	۲۳٫۳۰	۲۳٫۳۵	۲۳٫۵۲	۳۵٫۶۷	۳۵٫۳۹	۳۵٫۹۴	۳۶٫۴۱
Cr_2O_3	–	–	۰٫۱۴	–	۰٫۰۴	–	–	–	۰٫۱۷
FeO	۳۱٫۴۸	۳۱٫۱۰	۲۸٫۳۲	۲۹٫۴۶	۲۹٫۰۴	۱٫۴۶	۱٫۵۵	۱٫۹۷	۱٫۰۹
MnO	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۴۷	۰٫۴۰	۰٫۰۰۳	–	–	۰٫۰۳۴
MgO	۹٫۰۱	۹٫۴۷	۱۱٫۸۴	۱۱٫۱۶	۱۱٫۳۷	۰٫۶۶	۰٫۸	۰٫۹۶	۰٫۸۳
CaO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	–	۰٫۰۱	–	–
Na_2O	–	۰٫۰۲	–	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۷۰	۰٫۶۹	۰٫۶۴	۰٫۷۶
K_2O	۰٫۰۲	۰٫۱۳	–	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳	۱۰٫۳۶	۹٫۹۵	۹٫۹۷	۱۰٫۴۰
Total	۸۶٫۱۰	۸۸٫۰۲	۸۷٫۹۹	۸۸٫۰۲	۸۷٫۹۷	۹۳٫۴۷	۹۲٫۸۵	۹۳٫۸۶	۹۳٫۶۷
Si	۲٫۵۷	۲٫۶۱	۲٫۵۵	۲٫۵۲	۲٫۵۱	۶٫۰۲	۶٫۰۳	۵٫۹۶	۶
Ti	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰
$Al^{(IV)}$	۱٫۴۳	۱٫۳۹	۱٫۴۵	۱٫۴۸	۱٫۴۹	۱٫۱۰	۱٫۱۰	۲٫۰۱	۲
$Al^{(VI)}$	۱٫۵۲	۱٫۵۱	۱٫۴۹	۱٫۴۸	۱٫۴۹	۳٫۷۵	۳٫۷۳	۳٫۷۱	۳٫۸۳
Cr	۰	۰	۰٫۰۱۱۶۵	۰	۰٫۰۰۳۳۱	–	–	–	–
Fe^{+2}	۲٫۸۴	۲٫۷۵	۲٫۴۹	۲٫۶۴	۲٫۵۹	۰٫۱۷	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۱۲
Fe^{+3}	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰	۰	۰	۰٫۰۰۴
Mg	۱٫۴۸	۱٫۵۳	۱٫۸۹	۱٫۷۹	۱٫۸۲	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۳
Ca	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰
Na	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲۰
K	۰٫۰۰۶	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۹	۱٫۸۰	۱٫۷۴	۱٫۷۲	۱٫۸۰
X_{fe}	۰٫۶۶	۰٫۶۵	۰٫۵۷۳	۰٫۶۰	۰٫۶۰	–	–	–	–
X_{mg}	۰٫۳۴	۰٫۳۶	۰٫۴۳	۰٫۴۰	۰٫۴۱	–	–	–	–

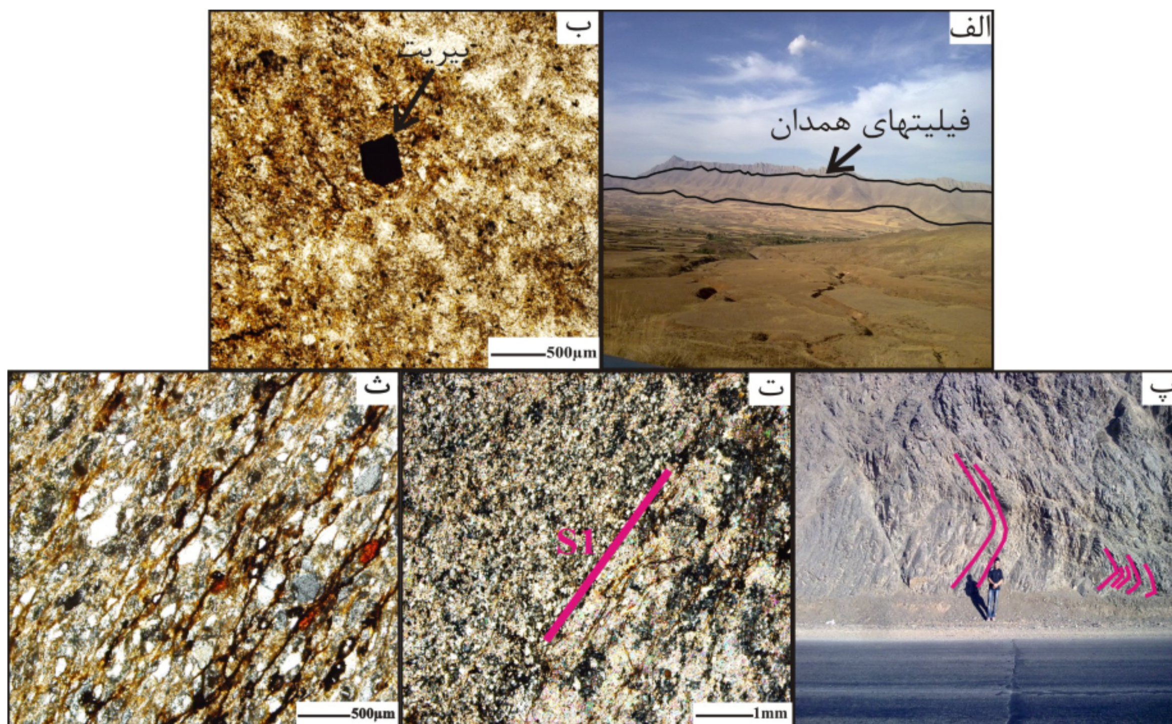
ویژگی‌های صحرایی و سنگ نگاری

سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه عبارتند از سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای و مجاورتی (شکل ۲-الف و ب). مرز بین این دو دگرگونی باتوجه‌به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص است. علاوه بر این، ساخت زمین‌ساختی و ویژگی‌های فیزیکی در برخی موارد شرایط مساعد برای نشست شاره‌های حاصل از انجماد توده‌های گرانیتوئیدی حین سردشدن به درون سنگ‌های دگرگون را فراهم کرده است که در نتیجه سبب تبدیل و بازگشت کانی‌های شکل گرفته در دمای بالا به کانی-های شاخص با دمای پایین می‌شود. به‌عنوان مثال می‌توان به پنیتی شدن (مجموعه سریسیت و کلریت) کردیریت اشاره کرد (شکل۲-پ).

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای که پهنه‌ی گسترده‌ای از منطقه را در برمی‌گیرند شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست‌اند که به صورت تپه ماهور دیده می‌شوند (شکل۳الف). اسلیت‌ها اغلب به رنگ تیره سیاه بوده و به صورت ریزدانه و تا حدودی دارای لمس چرب هستند. کانی های اصلی این سنگ‌ها کوارتز، کلریت، میکای سفید (سریسیت) بوده و کانی‌های تیره و پیریت (شکل ۳ب) از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. به دنبال افزایش درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای، اسلیت به فیلیت تبدیل شده است که از نظر کانی‌شناسی مشابه اسلیت‌ها بوده ولی دانه‌ها درشت‌ترند و تورمالین با خاستگاه گرمابی [۱۱] نیز به عنوان کانی فرعی مشاهده می‌شود. بالاترین درجه‌ی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه را میکاشیست‌ها تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها دارای بافت لپیدوبلاستیک و لپیدوگرانوبلاستیک هستند و حاوی کانی‌های کوارتز، کلریت، مسکوویت و بیوتیت، تورمالین با خاستگاه گرمابی [۱۱]، مواد آلی و اکسیدهای آهن-تیتانیوم هستند (شکل ۳ت و ث). از ویژگی‌های سنگ-های دگرگون ناحیه‌ای می‌توان به وجود چین‌خوردگی (چین-های خوابیده نسل اول[۲])، برگوارگی S_1 و تأثیر زون‌های برشی اشاره کرد (شکل۳-پ، ت، ث).



شکل ۲ تصویر صحرایی از سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی آستانه، الف: دگرگونی ناحیه‌ای در شمال روستای چال هما ب: دگرگونی مجاورتی در جنوب‌غربی آستانه (مرز گرانودیوریت با هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی مجاورتی) پ: تصویر میکروسکپی از دگرگونی قهقرایی (شیست لکه‌دار، پنیتی شدن یا تبدیل کردیریت به کلریت و سریسیت).



شکل۳ الف تصویر صحرایی از فیلیت‌های همدان در شمال‌غرب آستانه ب: تصویر میکروسکپی از اسلیت ها پ: چین‌خوردگی در شیست‌های مورد بررسی در شمال روستای چال هما ت: تصویر میکروسکپی از شیست ها با فولیاسیون S1 ث: تصویر میکروسکپی از تأثیر منطقه‌های برشی روی شیست‌های منطقه.

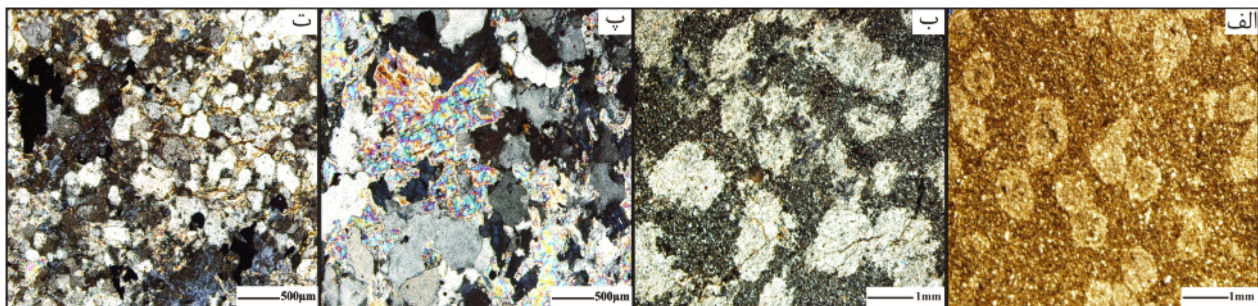
با تزریق توده گرانیتوئیدی آستانه درون اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها، دگرگونی مجاورتی حاصل شده است که شامل شیست های لکه‌دار و هورنفلس است. با نزدیک‌شدن به توده‌ی گرانیتوئیدی، در اسلیت‌ها و میکاشیست‌ها، لکه‌های سیاه رنگی از کردیریت به‌صورت پورفیروبلاستی ظاهر می‌شود (شکل۴الف و ب). با پیشرفت دگرگونی، برگ‌وارگی سنگ‌ها محو شده و هورنفلس‌ها با بافت گرانوبلاستیک ایجاد می‌شوند. کانی‌های اصلی در هورنفلس‌ها شامل کوارتز، کلریت، موسکوویت و بیوتیت هستند (شکل۴پ و ت). با توجه به پاراژنز کانی‌ها، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تا حد رخساره‌ی شیست سبز و

زون کلریت و بیوتیت پیشرفته است (شکل۵-الف و ب) و دگرگونی مجاورتی در حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس بوده و در گستره‌ی منطقه‌های بیوتیت و بیوتیت-کردیریت قرار می‌گیرد [۱۲] (شکل۵-پ، ت).

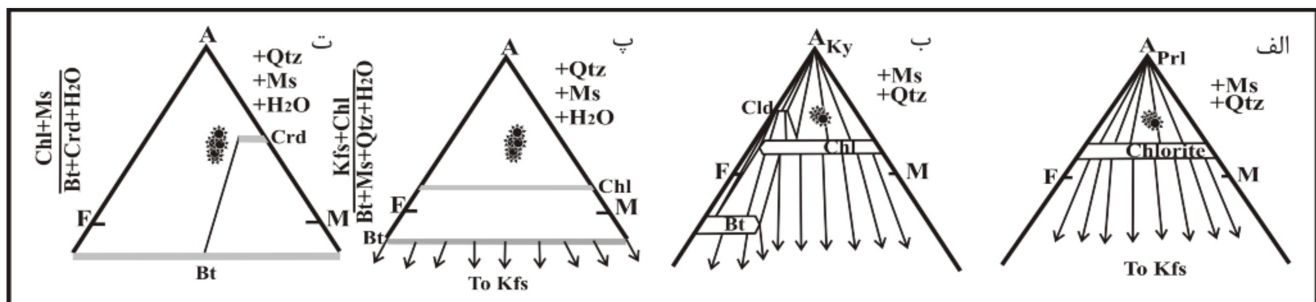
ژئوشیمی

شیمی‌کانی

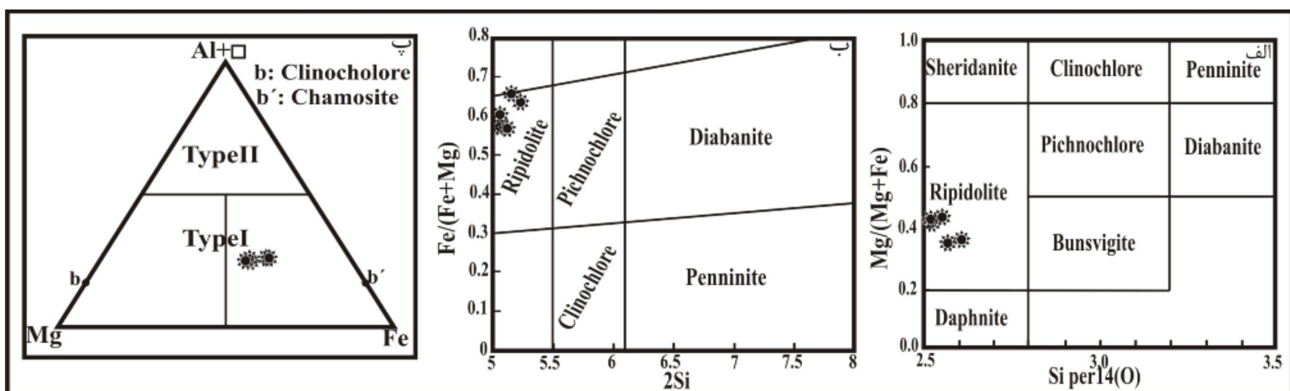
کلریت: براساس رده‌بندی Mg/Mg+Fe نسبت‌به Si [۱۳] و نمودار $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ نسبت‌به Si [۱۴]، کلریت‌های پیشرونده‌ی منطقه از نوع ریپیدولیت (شکل۶ الف و ب) و فرمول کاتیونی آن به صورت، $(Mg_{1.47\text{-}1.88}\ Fe^{+2}_{2.49\text{-}2.84}Al^{VI}_{1.48\text{-}1.51})^{M}(Si_{2.51\text{-}2.60}Al^{IV}_{1.39\text{-}1.48})^{T}O_{10}(OH)_4$ است. کسر مولی منیزیم برای این کانی ۰٫۴۳ – ۰٫۳۴ است، در حالی که کسر مولی آهن آن‌ها ۰٫۶۶ – ۰٫۵۷ است. همچنین بنابر نمودار مثلثی $Mg\text{-}Al^{+\square}\text{-}Fe$ [۱۵] کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند (شکل۶- پ).



شکل۴ تصاویر میکروسکپی الف و ب: اسلیت و شیست لکه‌دار (کردیریت) پ و ت: هورنفلس.



شکل۵ روابط فازی و واکنش های دگرگونی در سنگ‌های دگرگون آستانه در سیستم AFM .الف: زون کلریت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای ب: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای پ: زون بیوتیت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی ت: زون بیوتیت-کردیریت در سنگ‌های دگرگون مجاورتی.



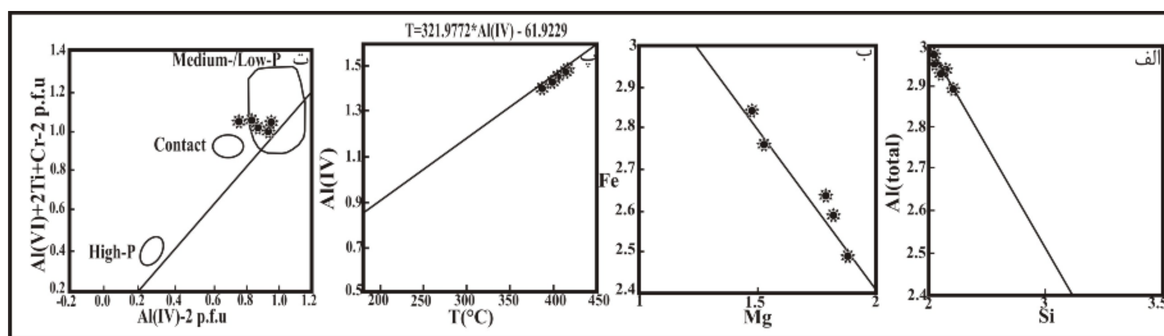
شکل۶ نمودارهای رده‌بندی کلریت‌ها که براساس آن‌ها کلریت‌ها از نوع ریپیدولیت هستند. الف: طبقه‌بندی [۱۳] که بر پایه‌ی Mg/Mg+Fe نسبت‌به Si ب: نمودار $Fe^{+2}/Fe^{+2}+Mg$ نسبت‌به Si [۱۴] پ: تعیین نوع کلریت بر اساس [۱۵]، بنابراین نمودار، کلریت‌ها از نوع I و آهن‌دار هستند.

در ساختار بلور کلریت‌های مورد بررسی، بین کاتیون Al^{+3} با کاتیون Si^{+4} از یک‌طرف و بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe^{+2} و Mg^{+2} ازطرف‌دیگر جانشینی‌های گسترده‌ی اتمی روی داده‌اند به‌گونه‌ای‌که کاتیون Al می‌تواند در دو موقعیت چهار وجهی و هشت‌وجهی وارد شود. در جایگاه چهاروجهی Al جانشین Si می‌شود و ازاین‌رو افزایش مقدار Al در این جایگاه با کاهش مقدار Si همراه خواهد بود. مقادیر Al_2O_3 با SiO_2 و Mg با Fe در کلریت‌ها دارای همبستگی وارونند، این ارتباط میان عناصر یاد شده بیانگر جانشینی چرماک و Fe-Mg در ساختار کلریت است که با افزایش دما همخوانی دارد و نیز تأثیر ترکیب کل سنگ روی ترکیب کلریت را نشان می‌دهد [۱۶]، شکل ۷ الف و ب). مقدار Al کل نزدیک به مقدار ایده آل آن (a.p.f.u) ۲ است. در رابطه‌با جانشینی‌های اتمی صورت گرفته در این کلریت‌ها مقدار $Al^{(IV)}$ با افزایش دما به‌صورت منظم افزایش می‌یابد و از این رو رابطه $T\text{-}Al^{(IV)}$ برای تعیین دمای تشکیل (تبلور) کلریت‌ها پیشنهاد شده است. افزایش مقدار $Al^{(IV)}$ کلریت متأثر از افزایش دما و نسبت (Fe/Fe+Mg) در واحد فرمولی آن است [۱۷]. نتایج حاصل از دماسنجی کلریت به روش‌های مختلف در جدول ۲ ارائه شده‌اند. بین $Al^{(IV)}$ و دما یک ارتباط مثبت وجود دارد به‌طوری که $Al^{(IV)}$ به‌عنوان یک زمین‌دماسنج به‌کارگرفته می‌شود و این فرمول یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین دمای کلریت است ([۱۸] جدول۲). [۱۹] رابطه‌ای بین دما برحسب درجه‌ی سانتی‌گراد و Al^{IV} بیان کرده‌اند (جدول۲) که با استفاده از رابطه‌ی $T\text{-} Al^{(IV)}$ و نمودار اصلاح شده [۱۹] (شکل۷-پ) دمای تبلور کلریت‌های مورد بررسی در گستره‌ی ۴۱۶-۳۸۷ درجه‌ی سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بنابر شکل (۷-ت، [۲۰]) که از $Al^{(VI)} + 2Ti + Cr\text{-}2$ (a.p.f.u) در برابر $Al^{(IV)}$ -2(a.p.f.u) استفاده شده است، کلریت‌های آنالیز شده در گستره‌ی فشار پایین تا متوسط قرار می‌گیرند.

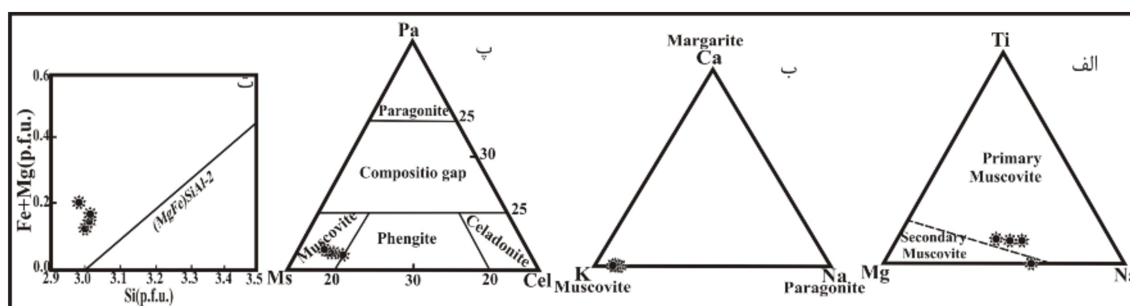
مسکویت: بر اساس آنالیزهای انجام شده (جدول۱)، مقدار متوسط کاتیون Si این کانی ۶ به ازای ۲۲ اکسیژن است و کاتیون‌های $Al^{(IV)}$ و $Al^{(VI)}$ نیز به ترتیب برابر با ۲ و ۳٫۷۵ هستند. برای پی بردن به نوع میکاهای‌سفید موجود، از نمودار سه‌تایی ارائه شده توسط [۲۱] استفاده شد (شکل۸-الف). این مسکویت‌ها در شیست‌های دگرگونی به‌صورت اولیه هستند و یک نمونه از آن‌ها ثانویه بوده است. بنابر شکل (۸-ب، [۲۲])، میکاها به سمت قطب پتاسیم‌دار گرایش دارند و در واقع از نوع مسکویت هستند. نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکویت-سلادونیت [۲۳] از دیگر نمودارهای مورد استفاده برای تعیین نوع میکاهای مورد بررسی است (شکل۸-پ). در این نمودار ترکیب میکاها به‌صورت مسکویت است که تمایلی به سمت فنژیت را نشان می‌دهند. محور جایگزینی برروی شکل(۸-ت) عضو نهایی فنژیت را در مسکویت مشخص می‌کند [۲۴] (هرچه دمای دگرگونی بیشتر شود، محتوای فنژیت نیز کمتر می‌شود).

جدول۲ میانگین دمای کلریت‌های موجود در شیست‌های مورد بررسی به روش‌های مختلف.

T(°C)	معادله	روش
۳۲۴٫۸۴	$T(^oC)=Al^{IV}+8.26.10^{-2} / 4.71.10^{-3}$	Cathelineau & Nieva(1985)[18]
۴۰۴٫۱۱	$T(^oC)= -61.92+321.98(Al^{IV})$	Cathelineau(1988) [19]
۲۱۶٫۷۵	$T=106 [Al^{IV} + 0.7(Fe/Fe+Mg)]+18$	MacLean & Kranidiotis(1987) [25]
۴۱۲٫۲۰	$T= 319[Al^{IV} +0.1(Fe/Fe+Mg)] - 69$	Jowett(1991) [26]
۲۷۱٫۰۱	$T=321.98[Al^{IV}+1.33(0.3-Fe/Fe+Mg)] -61.92$	Xie(1997) [27]



شکل۷ الف و ب: تغییرات عناصر Al،Fe،Mg و Si در رپیدولیت‌های آستانه پ: دمای تبلور کلریت‌های سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای منطقه بر اساس نمودار Al(IV)-T [۱۹] ت: ترکیب شیمیایی کلریت‌ها روی نمودار Al(VI)+2Ti+Cr-2 دربرابر Al(IV)-2، خط ربط، نشان‌دهنده‌ی جانشینی چرماک در منطقه‌های مختلف دگرگونی است [۲۰].



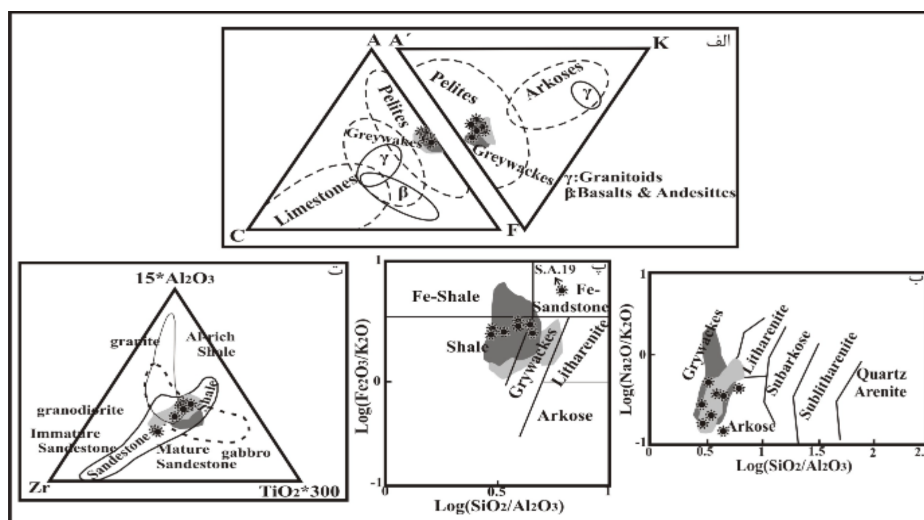
شکل۸ الف: موقعیت ترکیب شیمیایی میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۱] ب: موقعیت میکاهای مورد بررسی در نمودار [۲۲] پ: ترکیب میکاهای مورد بررسی در نمودار مثلثی پاراگونیت-مسکوویت-سلادونیت [۲۳]، ت: ترکیب شیمیایی مسکوویت‌ها برروی نمودار Si(Per11oxygens) دربرابر Fe+Mg [۲۴].

شیمی سنگ کل

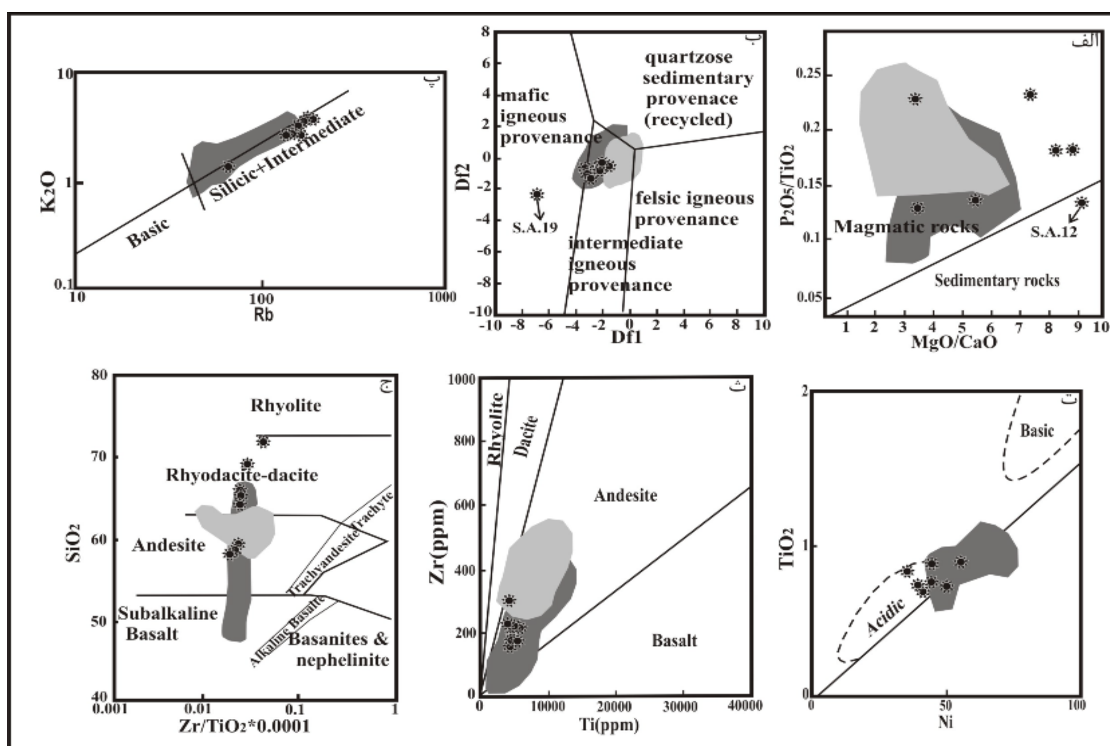
براساس داده‌های شیمیایی [۸]، میزان SiO_2 سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی آستانه بین ۷۲٫۱ – ۵۸٫۴ درصد وزنی متغیر است. میزان MgO در گستره‌ی ۲٫۳۳ – ۱٫۵۹ درصد، Fe_2O_3 در گستره‌ی ۸٫۳۷ – ۶٫۲۹ درصد و اکسید آلومینیوم بین ۲۰٫۲ – ۱۱٫۷ درصد در تغییر است. نمونه‌های پرسیلیس از محتوای Mg، Fe، Al و Ti کمتری برخوردارند. به‌همین‌دلیل، کانی‌های شاخص دگرگونی سنگ‌های رسی که اغلب فرومنیزین و سرشار از آلومینیوم هستند (مانند گارنت، کردیریت، استارولیت و آلومینوسیلیکات‌ها) در آن‌ها کمتر متبلور شده‌اند. نمونه‌های دگرگونی آستانه و بروجرد نسبت به الیگودرز از میزان کمتری از عناصر Fe و Mg برخوردارند که با حضور کم کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت، کردیریت و گارنت در منطقه‌ی آستانه و بروجرد همخوانی دارد.

بنابر نمودار [۲۸] (شکل۹-الف) سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی در گروه سنگ‌های پلیتی قرارمی‌گیرند و برمبنای تغییرات لگاریتمی Na_2O/K_2O و Fe_2O_3/K_2O نسبت به تغییرات لگاریتمی SiO_2/Al_2O_3 [۳۰،۲۹]، شیل و تا حدودی گریوک و آرکوز، به عنوان سنگ رسوبی‌اولیه‌ی دگرگون شده در نظر گرفته می‌شود (شکل۹-ب، پ). نمودار $Zr\text{-}15\times Al_2O_3\text{ -}TiO_2 \times 300$ [۳۱]، شیل و ماسه سنگ را به عنوان سنگ مادر شبه متاپلیت‌ها نشان می‌دهد (شکل۹-ت).

نمودار دوتایی MgO/CaO نسبت به P_2O_5/TiO_2 [۳۲] برای تعیین خاستگاه رسوب‌اولیه‌ی سنگ‌های دگرگونی منطقه استفاده شده است (شکل ۱۰-الف) که بر اساس آن، سنگ‌های مورد بررسی خاستگاه آذرین دارند. بر پایه‌ی نمودار توابع تشخیصی [۳۳]، خاستگاه سنگ‌های رسوبی مناطق آستانه، الیگودرز و بروجرد، آذرین حدواسط بوده‌اند (شکل۱۰-ب). از طرف دیگر براساس نمودارهای [۳۴] سنگ آذرین مولد این رسوب‌ها از نوع حدواسط تا اسیدی بوده است (شکل۱۰-پ و ت). با استفاده از نمودارهایی که بر پایه‌ی دو عنصر نامتحرک Zr و Ti طراحی شده‌اند [۳۶،۳۵]، مشخص شد سنگ آذرین اصلی ترکیبی در حد آندزیت تا ریوداسیت داشته است (شکل۱۰-ث و ج). چنین سنگ‌هایی در منطقه‌ی مورد بررسی رخنمون ندارند ولی در بخش جنوبی این منطقه به فراوانی یافت می‌شوند.



شکل۹ الف: نمایش اقسام مختلف سنگ‌ها در نمودارهای ACF و A′FK؛ سنگ‌های دگرگون آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع پلیتی هستند ب: رده‌بندی [۲۹] و پ: رده‌بندی [۳۰] که بر اساس آن‌ها سنگ‌اولیه پیش از دگرگونی در منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد از نوع شیل و تا حدودی گریوک ث: مثلث 300× $Zr\text{-}15{\times}Al_2O_3\text{-}TiO_2$ [۳۱] شیل و تا حدودی ماسه‌سنگ را سنگ مادر متاپلیت‌ها نشان می‌دهد.



شکل ۱۰ الف: نمودار جدایی سنگ خاستگاه آذرین و رسوبی [۳۲] که همه‌ی نمونه‌ها در گستره‌ی آذرین قرار می‌گیرند ب: نمونه‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد در نمودار توابع تشخیصی [۳۳]، در گستره‌ی سنگ‌های آذرین حدواسط قرار می‌گیرند.

$DF1=30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_3(t)/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 + 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382$

$DF2=56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_3\ (t)/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$

پ: این نمودار [۳۴] نشان‌دهنده‌ی خاستگاه سیلیسی و حدواسط برای رسوب‌های مادر منطقه است ت: نمودار TiO_2 نسبت به Ni [۳۴] ، نمونه‌های مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد خاستگاه اسیدی تا حدواسط را نشان می‌دهند ث: نمودار Zr-Ti [۳۵]، نمونه‌ها در گستره آندزیت واقع شده‌اند ج: براساس نمودار [۳۶] رسوب‌های مادر متاپلیت‌های منطقه‌ی آستانه، الیگودرز و بروجرد خاستگاه آندزیت تا ریوداسیتی را نشان می‌دهد (علائم مانند شکل۹).

برای تعیین درصد هوازدگی سنگ خاستگاه، از نمودارهای مثلثی (ACNK) [۳۷،۳۸] و (PIA) [۳۹،۴۰] می‌توان استفاده کرد. براساس نمودار (ACNK)، نمونه‌های منطقه‌ی آستانه از دگرسانی با درجات بالا از سنگ خاستگاه آذرین حاصل شده‌اند (شکل ۱۱-الف).

افزایش درجه دگرسانی منجر به کاهش Mg،Ca، K، Na (MgO، CaO ،K_2O ، Na_2O) و غنی‌شدگی از Al (Al_2O_3) می‌شود. برای بررسی این موارد از شاخص شیمیایی دگرسانی یا Chemical Index Alteration (CIA) استفاده می‌شود. محاسبه این پارامتر با استفاده از فرمول زیر انجام می‌گیرد [۳۸]:

$$CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3+ CaO + Na_2O +K_2O) \times 100$$

در این نمودار شاخص شیمیایی دگرسانی برای منطقه‌ی مورد بررسی بیش از ۷۰ درصد بوده است و شاخص دگرسانی فلدسپارها بدون در نظر گرفتن پتاسیم در سنگ آذرین (PIA) بیش از ۸۰ درصد است. در این نمودار مثلثی نوع پلاژیوکلاز موجود در سنگ آذرین مادر رسوب‌ها را آندزین تا لابرادوریت نشان می‌دهد (شکل ۱۱-ب) که با متغیر بودن ترکیب سنگ آذرین خاستگاه با خاستگاه (اسیدی تا بازی و به طور غالب حدواسط) همخوانی دارد.

موقعیت زمین ساختی: [۴۱] عناصر Co, Sc, Y, Nb, Zr, Th, La و Ti را به‌عنوان مفیدترین عناصر برای شناسایی محیط‌های مختلف زمین ساختی استفاده کرده است. با استفاده از عناصر مقاوم در برابر دگرسانی؛ از قبیل آلومینیم و تیتانیم و نمودارهای [۳۳،۴۲]، می‌توان به محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ رسوبی پی‌برد. بنابر شکل۱۲ این دسته از نمودارها به‌صورت گسترده‌ای برای تعیین محیط زمین ساختی تشکیل رسوب به کار رفته‌اند [۴۳].

در تعیین محیط زمین‌ساختی هر سنگی اعم از آذرین و دگرگون که فراوانی عناصر اصلی و متحرک مانند سدیم، پتاسیم و کلسیم مورد استفاده قرار می‌گیرند، بایستی با احتیاط عمل کرد. دلیل آن فرآیندهای دگرسانی و متحرک بودن آن‌هاست. براساس نمودارهای موجود (شکل ۱۲)، نمونه‌های تجزیه‌شده از منطقه‌ی آستانه در گستره‌ی جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

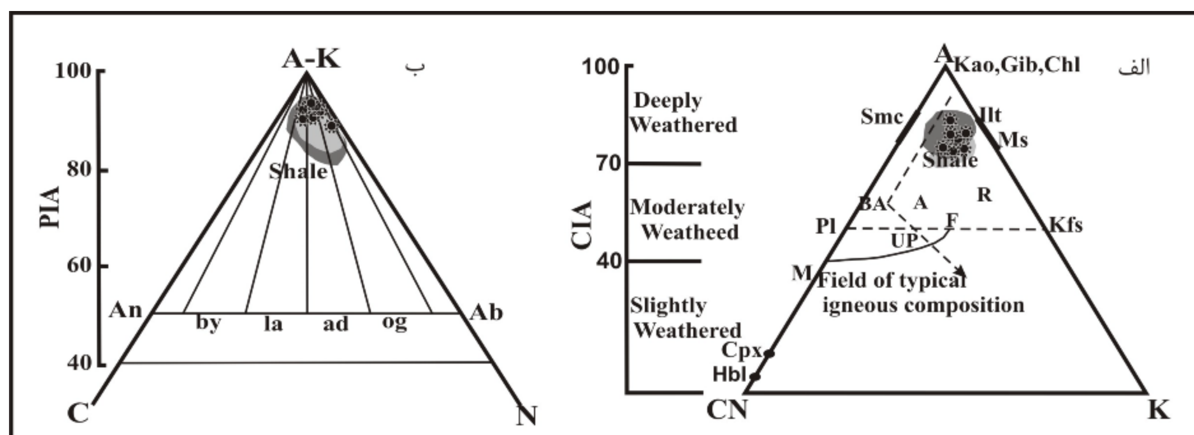
در شکل۱۳-الف فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت بهنجار [۴۴] شده است که بنابر آن، یکنواختی غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک از La تا Sm در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به چشم می‌خورد. الگوی جدایشی عناصر نادر خاکی سنگین (HREEs) نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREEs) برای این نمونه‌ها احتمالاً بیانگر نقش خاستگاه این سنگ‌هاست و الگوی عناصر نادر خاکی در متاپلیت‌های مورد بررسی مشابه عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است.

در شکل (۱۳-ب) تغییرات عناصر که نسبت به فراوانی آن‌ها در کندریت عادی شده‌اند [۴۵] نشان داده شده است. در این نمودار به روشنی بی‌هنجاری منفی عناصر Nb,Ba,Sr,Ta,Ti و P که از ویژگی مناطق قوسی است، دیده می‌شود.

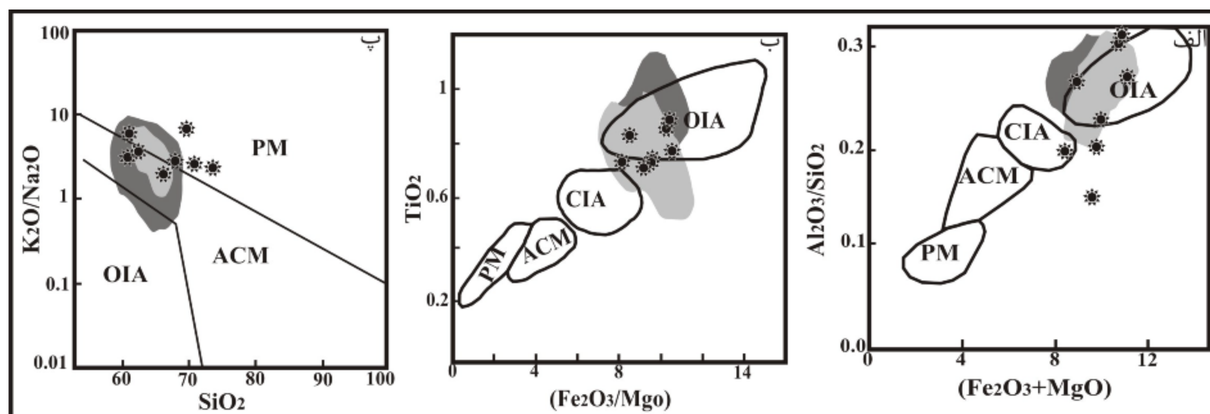
وجود بی‌هنجاری منفی P,Ti,Nb در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها، می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۴۶]. بی‌هنجاری منفیEu حاکی از این است که یا فلدسپات‌ها یک فاز مهم در باقی‌مانده‌ی ذوب نشده بود، یا در فرآیند جدایشی درگیر شده‌اند [۴۷].

از طرف دیگر در این شکل (Rb,Th)LILEs و LREEs (La,Ce,Nd) نسبت به HFSE (Nb,Ta,Hf,Zr,Sm,Y,Yb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش هستند [۳۴، ۴۸،۴۹]. بیهنجاری منفی Nb-Ta نیز حاکی از مناطق فرورانش است [۴۶].

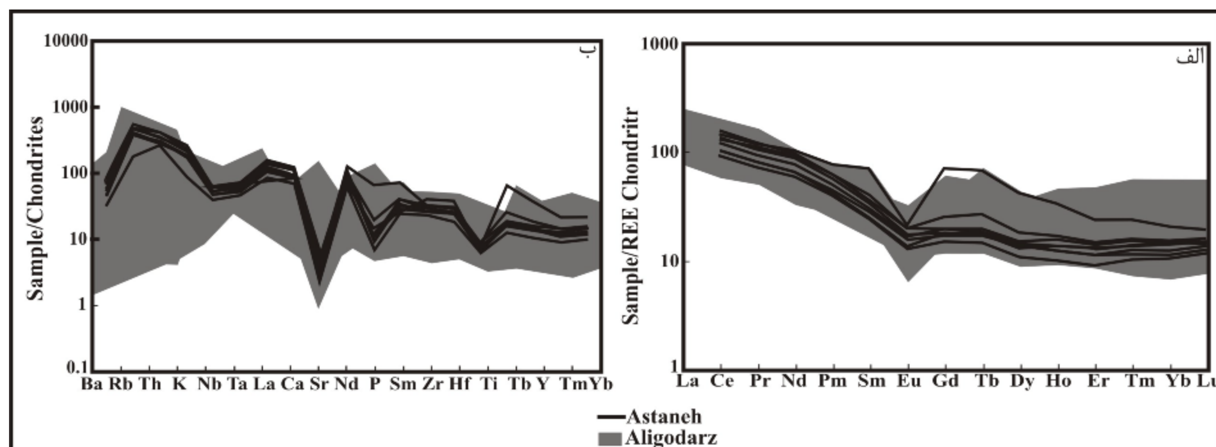
از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می‌توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی استفاده کرد [۵۰]. چنانچه نسبت Zr/Y<۳ باشد، جایگاه زمین‌ساختی، کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی و اگر۳< Zr/Y باشد کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است. سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت Zr/Y>۳ هستند لذا در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل۱۱ الف: مثلث ACNK ($K=K_2O$ ، $CN=CaO+Na_2O$، $A=Al_2O_3$) [۳۷، ۳۸]، بر اساس آن خاستگاه بین ریولیت تا آندزیت و هـوازدگی بیش از ۷۰ درصد برای متاپلیت‌های آستانه، الیگودرز و بروجرد ارزیابی می‌شود. ب: نمودار مثلثی PIA [۴۰،۳۹]، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین تا لابرادوریت برای سنگ آذرین و دگرسانی بیش از ۸۰ درصد برای آن نتیجه گرفته شده است (علائم مانند شکل۹).



شـــکل۱۲ الــف و ب: نمودارهــای باتیــا [۴۲]، کــه بنــابر ایــن نمودارهــا، ســنگ‌هــای دگرگــون منــاطق مــورد بررســی بیــشتر در گستره‌ی جزایر قوس اقیانوسی (OIA) قرار می‌گیرند. CIA قوس جزایر قاره‌ای، PM حاشیه‌ی غیر فعال، ACM حاشیه فعال قاره پ: بـر اسـاس نمودار [۳۳] نمونه‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و هم مرز با محیط پشت قوس قرار گرفته‌اند (علائم مانند شکل۹).



شکل۱۳ الف: نمودار عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۴] کـه غنـی‌شـدگی عناصر سبک نسبت به عناصر سنگین را نشان می‌دهد ب: نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد بررسی در مناطق آستانه و الیگودرز بهنجار شده نـسبت به کندریت [۴۵] که الگوی فرورانش را نشان می‌دهد.

بحث

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، عبارتند از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی. در اینجا مرز بین این دو نوع دگرگونی، با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی مشخص شده است و پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود.

سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای شامل اسلیت، فیلیت و میکاشیست هستند. این سنگ‌ها در واقع تناوبی از لایه‌های نازک شیل و گریوک بوده‌اند که دگرگون شده‌اند [۴]. بررسی روابط بین اکسیدهای تشکیل‌دهنده‌ی کلریت‌ها و دمای تبلور آن‌ها گویای آن است که میان محتوای SiO_2 و دمای تبلور آن-ها همبستگی وارون و شدیدی وجود دارد، به‌گونه‌ای که با افزایش سیلیس، دمای تبلور کاهش می‌یابد. به‌عبارت دیگر می-توان گفت که کلریت‌هایی که در دماهای بالاتری تشکیل می-شوند، سیلیس کمتری در ترکیب خود دارند و برعکس، ازاین‌رو، محتوای سیلیس کلریت‌ها می‌تواند شاخصی از دمای تبلور آن‌ها باشد. بنابراین با استفاده از شواهد کانی‌شناسی و رخساره‌های مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی و نبود کانی-های فشار بالا (مانند کیانیت) و دمای به دست آمده برای کانی کلریت می‌توان دمایی حدود ۴۵۰-۳۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشاری کم تا متوسط یعنی ۲ تا کمتر از ۴ کیلوبار را برای سنگ‌های دگرگونی ناحیه ای مورد بررسی در نظر گرفت.

سنگ‌های دگرگون مجاورتی عبارتند از شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس. مجموعه‌ی کانی‌شناسی شیست‌های لکه‌دار حاکی از دمایی بین ۴۵۰-۴۲۵ درجه سانتی‌گراد برای تشکیل این سنگ‌هاست [۱۲] و حد دگرگونی زون بیوتیت را نشان می‌دهند. با نزدیک شدن به توده‌های گرانیتوئیدی، در این سنگ‌ها کردیریت نیز ظاهر می‌شود و سپس با پیشرفت تبلور و در نتیجه محو شدن تدریجی برگوارگی، این سنگ‌ها به هورنفلس تبدیل می‌شوند. لذا درجه‌ی دگرگونی سنگ‌های دگرگون مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) تا حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس پیش رفته است.

با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ کل، معلوم شد که پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه خاستگاه آذرین داشته و رسوب اولیه از تخریب چنین سنگ‌های آذرینی به وجود آمده است و ترکیب سنگ رسوبی اولیه‌ی این سنگ‌ها پیش از دگرگونی از شیل و گریوک بوده است. رسوب‌های آرکوزی خاص محیط‌های ریفتی قاره‌ای هستند در صورتی‌که شیل و گریوک در محیط‌های اولاکوژنی، حوضه‌های با فرونشست سریع و حاشیه‌ی فعال قاره‌ها تشکیل می‌شوند که با محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی مورد بررسی و منطقه‌ی الیگودرز و بروجرد همخوانی دارد. همچنین بر اساس نمودارهای جدا کننده، محیط زمین ساختی تشکیل رسوب اولیه به قوس آتشفشانی وابسته بوده است. با توجه به اینکه منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون سنندج- سیرجان محسوب می‌شود، به نظر می‌رسد که این نتایج با برداشت عمومی در مورد وجود قوس آتشفشانی سنندج- سیرجان در حاشیه‌ی فعال ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک [۵۱] سازگارند و نشان می‌دهند که سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی مورد بررسی و نیز بروجرد-الیگودرز به احتمال زیادی در پیوند با فرورانش ورقه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته‌ی قاره‌ای تختگاه ایران بوده است. بدین ترتیب که فرسایش باعث شکل گیری رسوب‌ها از سنگ‌های آذرین قوس با ترکیب آندزیتی تا ریوداسیتی به سن تریاس فوقانی [۵،۱،۴] شده است و این رسوب‌ها دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای و سپس با تزریق توده‌های عظیم گرانیتوئیدی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند.

برداشت

- سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل سنگ‌های دگرگونی پلیتی است که از دو گروه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) در حد رخساره‌ی شیست‌سبز، و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (شیست‌های لکه‌دار تا هورنفلس) در حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس هستند.

- نشست شاره‌های حاصل از انجماد توده‌ی گرانیتوئیدی سبب دگرگونی قهقرایی شده به‌طوری که در برخی از این سنگ‌ها، تبدیل کانی‌های با دمای بالا (کردیریت) به کانی‌های با دمای پایین (سریسیت و کلریت) دیده می‌شود.

- آنالیز نقطه‌ای کلریت و مسکویت شیست‌های منطقه نشان می‌دهند که این کانی‌ها به فشار متوسط – کم وابسته‌اند و براساس دماسنجی کلریت، دمای تبلور کلریت‌ها در گستره‌ی ۳۸۷ تا ۴۱۶ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

- براساس داده‌های شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌کل، پروتولیت رسوب‌اولیه‌ی دگرگون شده، خاستگاه آذرین داشته و ترکیب سنگ رسوبی‌اولیه‌ی دگرگون شده که از تخریب سنگ-های آذرین به‌وجود آمده‌اند، شیل و تا حدودی ماسه سنگ است.

- محیط زمین ساختی سنگ‌های دگرگون مورد بررسی، بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و نمودارهای جدا کننده، وابسته به فرورانش و کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای است.

مراجع

[۱] سهندی م.، رادفر ج.، حسینی دوست س.ج.، محجل م.، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"، برگ شماره ۵۸۵۷ (۱۳۸۵).

[۲] محجل م.، سهندی م.، *"تکامل تکتونیکی پهنهٔ سنندج-سیرجان در نیمهٔ شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن"*، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شمارهٔ ۳۲-۳۱ (۱۳۷۸)، ص ۴۹-۲۸.

[3] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., *"U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

[۴] رادفر ج.، *"بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه- گوشه"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، (۱۳۶۶).

[۵] سهیلی م.، *"نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور"*، برگ شمارهٔ D7 (۱۳۷۱).

[6] Berthier F., Billiaul H.P., Halbroronn B. Marizot P., *"Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran) ",* These De 3e cycle, Grenoble, (1974).

[7] Masoudi F., *"Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran",* PhD Thesis, Leeds University, UK (1997).

[۸] سپهوند ف.، *"ژئوشیمی و تعیین محیط تکتونیکی سنگ-های دگرگونی منطقه آستانه (جنوب‌غرب اراک)"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، (۱۳۹۲).

[۹] حسنوند م.، "پتروژنز و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی منطقه شمال غربی الیگودرز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، (۱۳۹۰).

[۱۰] حسنوندی ا.، "بررسی پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد"، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، (۱۳۸۹).

[۱۱] طهماسبی ز.، احمدی خلجی ا.، رجاییه م.، "تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸) ، ص۳۶۹-۳۸۰.

[12] Barker A.J., *"Introduction to metamorphic textures and microstructures",* Blackie, Glasgow (1990) 162.

[13] Hey M.H., *"A new review of the chlorites",* mineralogical Magazine 30 (1954) 277-292.

[14] Pflumio C., *"Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman) ",* in: Peters, T.J.(Eds), Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere, (1991) 313-351.

[15] Bailey S. W., *"Summary of recommendations of AIPEA Nomenclature Committee".* Clays and Clay Minerals 15 (1980) 85-93.

[16] Munguira A.L., Nieto F., Morata D., *"Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain",* Clay Minerals 37 (2002) 267–281.

[17] McDowell S.D., Elders W.A., *"Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA",* Contributions to Mineralogy and Petrology 74 (1980) 293-310.

[18] Cathelineau M., Nieva D., *"A chlorite solid solution geothermometer, The Los Azufres*

[29] Pettijohn F.S., Potter P. E., Siever R., *"Sand and Sandstones"*, Springer-Verlag, New York, (1972) 290.

[30] Herron M.M., *"Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data"*, Journal of Sedimentary Petrology 58 (1988) 820-829.

[31] Garcia D., Fonteilles M., Moutte J., *"Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites"*, Journal of Geology 102 (1994) 411-322.

[32] Werner C.D., *"Saxonian granulites-igneous or lithogenous, A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphiccomplexes"*, ZfI-Mitteilungen 133 (1987) 221-250.

[33] Roser B.P., Korsch R.J., *"Provenances signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminate function analysis of major-element data"*, Chemical Geology 67 (1988) 119-139.

[34] Floyd P.A., Winchester J.A., Park R.G., *"Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock"*, Scotland, Precambrian Research 45 (1989) 203-214.

[35] Hallberg J.A., *"A geochemical aid to igneous rock identification in deeply weathered terrain"*, Journal of Geology Exploration 20 (1984) 1-8.

[36] Winchester J.A., Floyd P.A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements"*, Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[37] Vergara M., Levi B., Nystrom J.O., Cancino A., *"Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile"*, Geology Society of American Bulletin 107 (1995) 1427-1440.

[38] Nesbitt H.W., Young G.M., *"Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 48 (1984) 1523-1534.

[39] Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M., *"Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols with implications for paleoweathering conditions and provenance"*, Geology 23 (1995) 921-924.

(Mexico) geothermal system", Contributions to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.

[19] Cathelineau M., *"Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature"*, Clay Minerals 23 (1988) 471-485.

[20] Laid J., *"Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous Phyllosilicates (et Baily, S.W.)"*, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 19 (1988) 405-453.

[21] Feenstra A., *"An EMP and TEM-AEM study of margarite, muscovite and f paragonite in polymetamorphic metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the implications of fine-scale mica interlayering and multiple mica generations"*, Journal of Petrology 37 (1996) 201-233.

[22] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., *"Composition of plutonic muscovite: genetic implications"*, The Canadian Mineralogist 19 (1981): 25-34.

[23] Schliestedt M., *"Phasengleichgewichte in Hoch druckgesterinen von Sifnos"*, Griechen land. Ph.D. Thesis, Technical University Braunschweig, Germany, (1980) 142.

[24] Lambert R.St.J., *"The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of The Morar and Kroydart districts of Inverness-shire"*, Transactions of the Royal Society of Edinburgh 63 (1959) 553.

[25] Kranidiotis P., Maclean W.H., *"Systematics of Chlorite alteration at the Phelps Dodgc massive sulfide deposit, Matagami, Quebec"*, Economic Geology 82 (1987) 1898-1911.

[26] Jowett E.C., *"Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEGJoint Annual Meeting (Toronto, May 27-29, 1991) "*, Program with Abstracts 16 (1991) A62.

[27] Xie X., Byerly G.R., Ferrell R.E., *"IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications for geothermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 126 (1997) 275-291.

[28] Winkler H.G.F., *"Abolition of metamorphic facies"*, Fortrschr. Mineral 47 (1970) 84-105.

[40] Fedo C.M., Young G.M., Nesbitt H.W., Hanchar J.M., *"Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield: evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup",* Canadian Precambrian Research 84 (1997) 17-36.

[41] Bhatia M.R., Crook K.A.W., *"Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins",* Contributions to Mineralogy and Petrology 92 (1986) 181-193.

[42] Bhatia M.R., *"Plate tectonics and geochemical composition of sandstones",* Journal of Geology 92 (1983) 181-193.

[43] Petersen N., Smith P.L., Mortensen J.K., Creaser R.A., Tipper H.W., *"Provenance of Jurassic sedimentary rocks of south-central Quesnellia",* British Colombia: implications for paleogeography, Canadian Journal of Earth Sciences 41 (2004) 103-125.

[44] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites",* Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757–775.

[45] Thompson A.B., *"Magmatism of the Bristish Terciary volcanic Province",* Scottish Journal of Geology 18 (1982) 50–107.

[46] Wilson M., *"Igneous petrogenesis"*, Unwin Hyman London, (1989) 466.

[47] Arsalan M., Aslan Z., *"Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey",* Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 177-193.

[48] Rogers G., Hawkesworth C.J., *"A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge",* Earth and Planetary Science Letters 91 (1989) 271–285.

[49] Sajona F.G., Maury R.C., Bellon H., Cotton J., Defant M., *"High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines)",* Journal of Petrology 37 (1996) 693–726.

[50] Pearce J.A., Norry M.J., *"Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks",* Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-51.

[51] Shahabpour J., *"Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz"*, Journal of Asian Earth Sciences 24 (2005) 405-417.